干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

高海拔干旱区湖泊沉积物多指标记录的环境变化研究
——以阿克赛钦湖为例

项超生[1]，汪 勇[2]，王君波[3]，马庆峰[3]，王世航[1]

（1. 安徽理工大学空间信息与测绘工程学院，安徽 淮南 232001；2. 安徽师范大学地理与旅游学院/江淮流域地表过程与区域响应安徽省重点实验室，安徽 芜湖 241002；3. 中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境变化与地表过程重点实验室，北京 100101）

摘 要：青藏高原西北部湖泊沉积物记录了丰富的区域气候环境变化信息，对于揭示青藏高原西风-季风环流系统变化及其相互作用过程具有重要意义。通过对青藏高原西北部高海拔干旱区典型湖泊阿克赛钦湖沉积岩芯粒度、总无机碳（Total inorganic carbon，TIC）、总有机碳（Total organic carbon，TOC）、总氮（Total nitrogen，TN）、碳氮比（C/N）和磁化率等环境代用指标的分析，探讨阿克赛钦湖不同沉积深度范围内湖泊水动力搬运条件、湖面变化及湖区冷暖变化等湖泊环境变化过程。结果表明：阿克赛钦湖沉积物有机质含量低，湖泊沉积物以粉砂为主，黏土次之，砂含量最少。多指标记录的环境变化大致分为以下4个阶段：第Ⅰ阶段（531~480 cm）气候相对温暖，流域蒸发较弱，湖泊水生生产力低，为湖泊水动力搬运条件弱的深水环境。第Ⅱ阶段（480~380 cm）气候寒冷干燥，流域蒸发强烈，湖泊水生生产力相对较高，为湖泊水动力搬运条件强的浅水环境。第Ⅲ阶段（380~160 cm）气候逐渐转暖，入湖水量增多，湖面扩张，湖泊水动力搬运条件逐渐减弱。第Ⅳ阶段（160~0 cm）气候寒冷干燥，流域蒸发增强，湖泊水生生产力低，为湖泊水动力搬运条件弱的深水环境。研究结果可为青藏高原西北部过去气候变化重建及西风-季风变化关系研究提供基础科学数据与理论支撑。

关 键 词：多指标；阿克赛钦湖；环境变化；湖泊沉积；青藏高原

文章编号：

湖泊作为内陆水体的重要组成部分，是流域内物质的主要汇集场所，因此在漫长的地质演化历史中，储存了丰富的气候环境变化信息[1-4]。湖泊沉积物中包含多种适用于古环境恢复的物理、化学和生物替代指标，具有连续性、敏感性和高分辨率等特点，因而在重建过去气候与环境变化中具有重要地位[3,5-6]。尤其是干旱、半干旱地区的封闭湖泊，对气候变化的响应最为敏感，其沉积物忠实记录了区域古气候与古环境变化信息[7-9]。青藏高原西北部海拔高气候干旱，目前气候主要受西风环流控制[10]，但在过去温暖时期，印度夏季风携带的水汽可以到达西昆仑山南坡并且对该区域气候产生显著影响，从而导致该区域湖泊多次扩张与收缩[11-13]，因此，该区域是进行西风和季风环流相互作用研究的理想地点。青藏高原西北部环境恶劣，交通不便，自20世纪90年代以来，国内外科学家陆续在该区域内班公错、松西错、龙木错等湖泊进行了沉积物介形类[14-15]、花粉[16-17]、碳酸盐稳定同位素[18-20]以及生物标志化合物[21-22]等研究，为重建晚更新世晚期以来青藏高原西北部气候环境变化提供了连续高分辨率研究材料；但相比较于青藏高原中东部等湖泊沉积物记录丰富的区域[23-29]，高原西北部过去高分辨率沉积

收稿日期：2021-06-29； **修订日期**：2021-11-01

基金项目：国家自然科学基金项目（41771228）；第二次青藏高原综合科学考察研究（2019QZKK0202）；安徽师范大学校博士启动金项目（2017XJJ36）资助

作者简介：项超生（1995-），男，硕士研究生，主要从事湖泊沉积与过去环境变化等方面研究. E-mail: xcs1957840332@163.com

通讯作者：汪勇（1983-），男，副教授，主要从事湖泊沉积生物地球化学循环与古气候重建等方面研究. E-mail: wangyongqsgy@126.com

记录研究仍然十分匮乏。这不仅限制了人们对高原西北部区域气候变化机制的认识，而且不利于深入了解青藏高原不同气候区的气候差异及其驱动机制。

阿克赛钦湖是青藏高原西北部典型湖泊，湖区周围基本无人类活动，其沉积环境主要受自然气候因素控制，该湖沉积岩芯忠实地记录了青藏高原西北部地区过去气候环境变化信息。阿克赛钦湖流域气候极端干旱，降水极少，上游冰川广布。通过对现代湖泊和周边河流水文状况调查，发现流域内冰川融水是湖泊主要补给来源[12-13,30-31]。因此，该湖湖面以及湖泊沉积环境的变化与冰川融水以及相应的区域冷暖变化具有密切联系。此外，由于湖区海拔极高，湖泊环境常年受较强西风影响[12,30-31]，多种因素导致该湖历史时期沉积环境较为复杂。对该湖泊的研究可增强人们对青藏高原西北部过去水文气候变化历史和西风-季风环流相互作用过程的认识。为明确阿克赛钦湖过去不同阶段的湖泊沉积环境变化过程，本研究通过对该湖AKLC15-1孔沉积物的粒度、总无机碳(Total inorganic carbon，TIC)、总有机碳(Total organic carbon，TOC)、总氮(Total nitrogen，TN)、碳氮比(C/N)和磁化率等环境代用指标的分析，探讨不同沉积深度范围内湖泊水动力搬运条件变化、湖面变化及湖区冷暖变化等区域环境演化过程，为在该地区进行更深入的过去气候变化研究积累基础科学数据。

1 研究区概况

阿克赛钦湖(35°08′~35°17′N，79°44′~79°55′E)位于青藏高原西北部阿克赛钦流域西侧，是一个封闭型高原湖泊(图1a)。湖面海拔约为4848 m，南北长约19.3 km，东西最大宽为12.5 km，湖泊总面积约为165.8 km^2，2015年野外实测最大深度超过25 m(图1b)，pH为8.7，盐度为44‰，属硫酸镁亚型内陆盐湖[30]。该区域年平均气温约-8 ℃，年平均降水量25~50 mm，属高原干旱气候[30]；湖区盛行西南风和西北风，平均风速4 m·s^{-1}，年大风日大于100 d[31]。流域海拔高且气候干旱，导致湖区植被稀疏，且主要发育高寒荒漠植被。阿克赛钦湖流域集水面积约为8150.0 km^2，流域内有冰川129条，冰川面积为709.1 km^2，冰储量为136.3 km^3，冰川融水经地表径流大量补给湖泊，补给系数为49.1[12,30-31]。

2 材料与方法

2.1 取芯、分样和磁化率测试

2015年9月，利用奥地利产的UWITEC水上平台和活塞取芯设备，在阿克赛钦湖中心开阔区(35°13′09″N，79°50′31″E)16.40 m水深处采得1根长5.31 m的连续沉积岩芯(图1b)，岩芯编号为AK-LC15-1，沉积物表面呈现深黑色。沉积岩芯采集后在低温环境下运输和保存。为反映环境变化的连



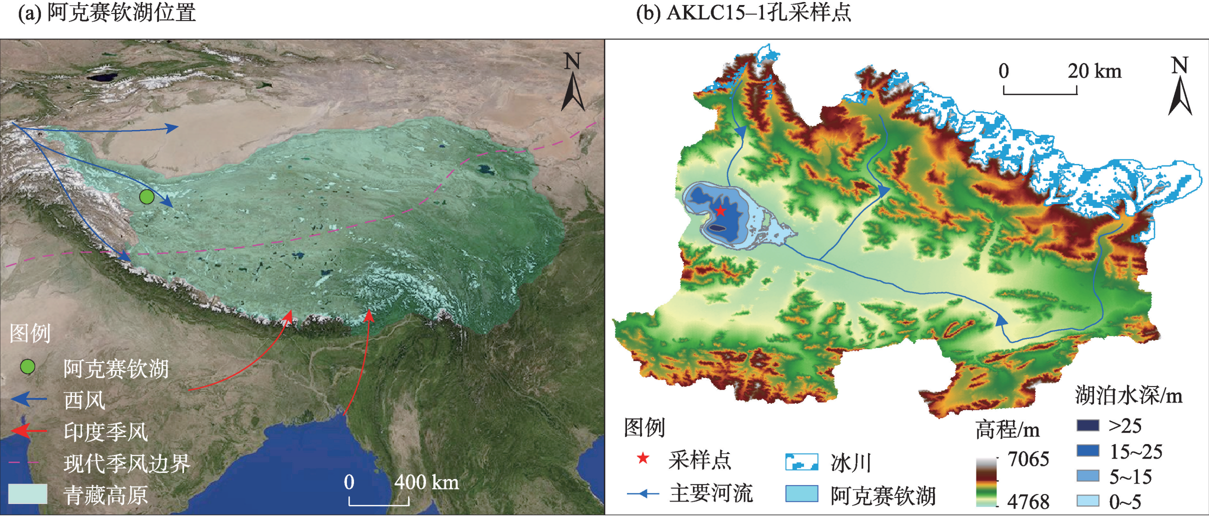


图1 阿克赛钦湖位置及AKLC15-1孔采样点

Fig. 1 Location of Lake Aksayqin and the sampling site of the core AKLC15-1

续性，将AKLC15-1孔纵向剖开，一半按照每1 cm间隔进行分样，共分得531个样品，经冷冻干燥后，保存至下一步分析；另一半送至中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室，利用瑞典Cox Analytical Systems公司生产的Itrax core scanner型X射线荧光光谱扫描仪器，使用Bartington MS2E表面扫描传感器以4 mm间隔测试磁化率[32-33]。

2.2 粒度分析

沉积物粒度分析采用英国Malvern仪器有限公司生产的Mastersizer 3000型激光衍射粒度分析仪完成，该仪器测试范围为0.01~3500 μm，可以保证获得完整的粒度分布曲线。具体分析步骤如下：称取干样0.2~0.3 g置于100 mL烧杯中，加入10 mL浓度为10%的H_2O_2，并放置于70~80 ℃电热板上加热以除去样品中的有机质；待完全反应后再加入5 mL浓度为10%的HCl，同时维持70~80 ℃加热以除去样品中的无机碳和钙质胶结物，确认完全反应后向烧杯中加满去离子水静置一夜（>8 h）；次日抽取上层清液至20 mL刻度下，加入10 mL约0.1 mol·L^{-1}的$(NaPO_3)_6$分散剂溶液，摇匀后置于超声仪中震荡5 min，及时上机测试[34]。

常用的粒度参数分析方法有图解法和计算法（矩值法）[35-37]，在粒度参数的计算中，平均粒径（M_z）和中值粒径（M_d）分别采用粒度仪测量软件直接输出的体积加权平均粒径$D[4, 3]$和$D[50]$[23]，标准差（σ_I）、偏度（SK_I）和峰度（K_G）采用图解法进行计算[37]。

2.3 总无机碳（TIC）、总有机碳（TOC）、总氮（TN）和碳氮比（C/N）分析

沉积物的TIC含量分析利用日本岛津公司TOC-VCPH型总有机碳分析仪完成。测试步骤如下：将仪器温度调至200 ℃，并预热30 min；在石英舟中称量约150 mg的干样，然后将石英舟放进样品槽中，关闭舱门；待空气排完后加入磷酸，同时将石英舟推至反应位置进行测量[33]。TN和总碳（Total carbon，TC）含量分析由德国vario MAX cub型元素分析仪完成，在坩埚中称量约500 mg的干样，然后将坩埚放置在仪器对应孔位进行测量[33]。当测得TC和TIC含量后，用差减法获得每个样品的TOC含量[38]。TC、TIC、TOC和TN含量的所有单位均以百分比表示。C/N值为TOC与TN的原子比值，可通过TOC与TN含量的比值乘以1.17得到[39]。

AKLC15-1孔沉积物样品的粒度、TC、TIC、TN、磁化率指标测定均在中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室完成。

3 结果与分析

3.1 沉积物的粒度

参考前人常用粒度分级标准，将AKLC15-1孔沉积物按粒级大小分成黏土（<4 μm）、粉砂（4~64 μm）和砂（>64 μm）3个等级[6,40]。阿克赛钦湖沉积物中粉砂含量较高，在52.38%~85.88%之间，平均含量为70.48%；而黏土含量在11.30%~34.53%之间，平均为27.64%；砂的含量则最低，在0.35%~19.33%之间，平均仅为1.88%。根据林克（1966年）改进的分类方法进行命名[35]，得到粒度百分比三角图（图2）。从图2中可以看出AKLC15-1孔沉积序列岩性变化不大，主要是黏土质粉砂和粉砂，还有少量的黏土、砂质粉砂。

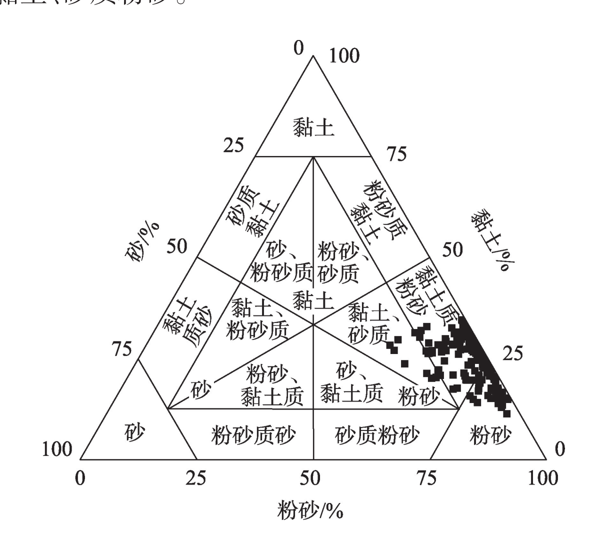


图2 阿克赛钦湖AKLC15-1孔粒度分布三角图

Fig. 2 Ternary plot showing the grain size distribution of the core AKLC15-1

阿克赛钦湖AKLC15-1孔的M_z在7.56~37.98 μm之间，平均值为11.37 μm；M_d在5.29~11.27 μm之间，平均值为6.50 μm。M_z和M_d在岩芯剖面上的变化趋势均呈现"细-粗-细"的过程。σ_I变化范围为1.00~2.11，分选性分布于较差的范围内，σ_I的平均值为1.17，反映历史时期湖泊水动力变化具有较大变幅。SK_I变化范围为-0.34~0.07，变化范围较小，且SK_I的平均值为-0.06，接近对称，表明沉积物颗粒总体较细。K_G变化范围在1.00~1.63之间，属于

中等到非常窄范围,平均值为1.07,说明大多数样品集中在中等峰。

从AKLC15-1孔不同类型沉积物含量以及沉积物粒度指标变化来看(图3),在整个沉积岩芯的底部531~480 cm区间,不同类型沉积物含量和粒度指标变化都比较稳定。而在沉积岩芯深度480~380 cm区间,各类沉积物含量变化都很大,表现为砂、粉砂、黏土含量变化极为复杂,粒度参数在这一阶段变化也较大,指示此阶段湖泊沉积环境发生了剧烈波动变化。当岩芯深度小于380 cm时,砂的含量很低且几乎不发生变化,沉积物变化只发生在黏土和粉砂之间。在深度为380~160 cm之间,黏土含量逐渐增加而粉砂含量逐渐降低。M_d受更小粒径黏土含量增加的影响,其值逐渐减小,但M_z的变化较为平稳。σ_I、SK_I、K_G变化较小。但在深度160~0 cm之间,粉砂含量逐渐增加而黏土含量逐渐降低,M_d受粒径更大的粉砂含量增加的影响,其值逐渐增大,此时M_z的变化仍较为平稳,σ_I和SK_I相对于380~160 cm区间的值增大,K_G的变化不明显。根据阿克赛钦湖不同类型沉积物含量和粒度指标随深度的变化特征,可将AKLC15-1孔按照深度531~480 cm、480~380 cm、380~160 cm、160~0 cm分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ 4个阶段。

3.2 其他环境替代指标

阿克赛钦湖AKLC15-1孔TC、TIC和TOC的含量分别为4.04%~7.70%、2.99%~6.79%和0.05%~1.97%,平均值分别为5.05%、4.45%和0.59%。C/N值变化范围为0.98~12.41,TN含量为0.04%~0.24%。从图4可以看出,TC和TIC含量在460~450 cm深度区间最高,而TOC和TN含量在460~380 cm深度区间达到最高值。TIC含量随深度减小呈现波动上升趋势,TOC和TN含量以及C/N值在第Ⅱ阶段之后逐渐降至最低。阿克赛钦湖沉积物磁化率变化于0.54~9.21 SI之间,平均值为5.42 SI。磁化率通常用来指示磁性陆源碎屑物入湖的量[8,32-33,36],阿克赛钦湖AKLC15-1孔磁化率变化总体随岩芯深度减小呈现"先降低-后升高"趋势,其最低值在深度为450~380 cm区间。

4 讨论

4.1 阿克赛钦湖沉积物多指标变化的环境意义

阿克赛钦湖面积广阔,且AKLC15-1孔位于湖泊中心深水区(图1b),理论上其粒度变化能够反映沉积时期湖泊水位或湖泊补给水量等湖泊水文情

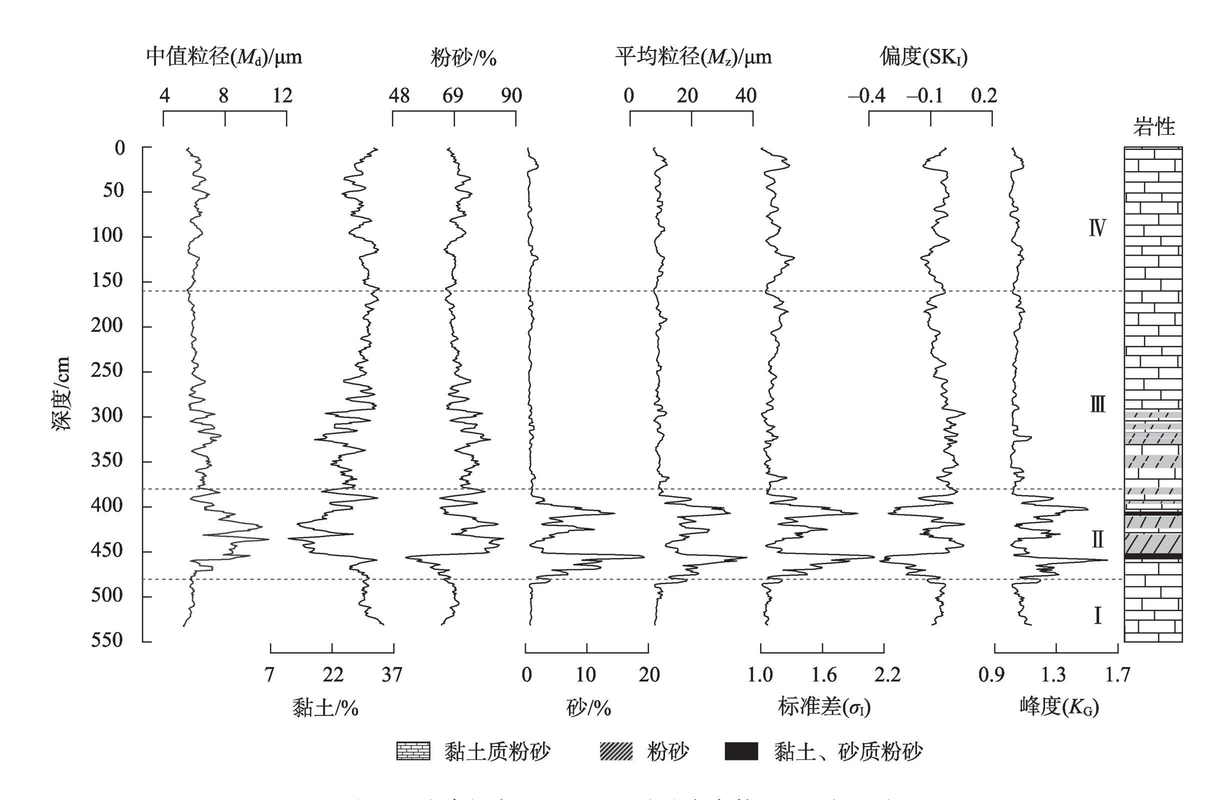


图3 阿克赛钦湖AKLC15-1孔粒度参数及沉积物组成

Fig. 3 Grain size parameters and sediment composition of the core AKLC15-1

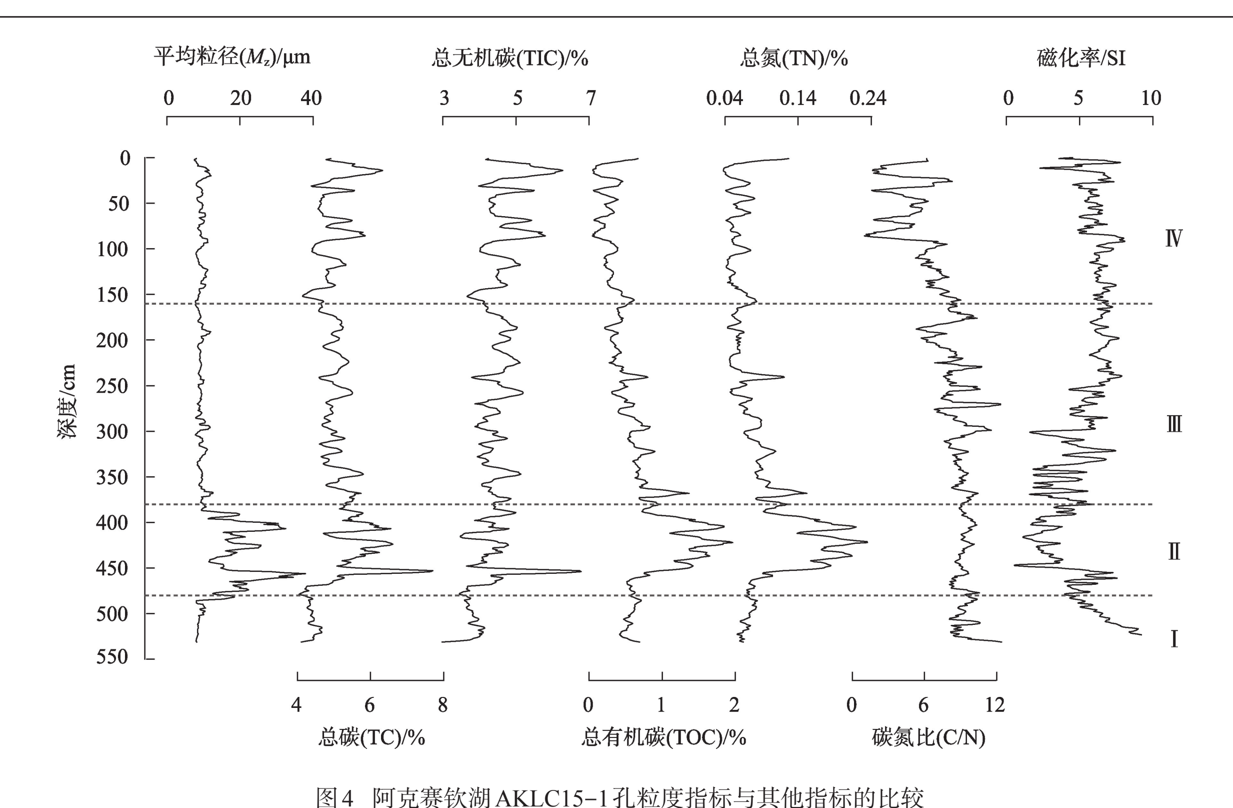


图4　阿克赛钦湖AKLC15-1孔粒度指标与其他指标的比较

Fig. 4　Comparison of mean grain size and other indicators of the core AKLC15-1

况的变化。阿克赛钦湖流域气候干旱，降水极少，直接依靠上游冰川融水补给的阿克赛钦河是该湖的主要补给来源。因此，阿克赛钦湖湖泊水位波动和水量变化与冰川融水入湖水量多少关系非常密切[12,31]。湖泊补给水量增大导致了径流水动力增加，必然会将更多的陆源碎屑物带入湖中，使得湖泊沉积物中的磁性物质增加，从而表现为磁化率的升高[32,36]。在以冰川融水补给为主的湖泊研究中，沉积物粒度特征可以通过反映冰川融水入湖水量的多少间接反映区域气候冷暖[23,26]，即当气候变暖时，冰川融水入湖水量增多，导致湖面上升，湖岸碎屑物需要更长的搬运距离才能到达沉积中心点，此时湖泊水动力搬运条件往往减弱，表现为沉积物粒度总体偏细，沉积物分选性好；当气候变冷时，冰川融水入湖水量减少，导致湖泊退缩，湖面下降，湖岸碎屑物较容易到达沉积中心点，在较强的湖泊水动力搬运条件下，使得沉积物粒度偏粗，分选性变差[23]。因此，一般情况下，阿克赛钦湖沉积物颗粒偏细指示湖泊扩张、湖水较深的温暖时期，沉积物颗粒偏粗则指示湖泊收缩、湖水变浅的寒冷时期。

TOC含量是反映湖泊沉积物总有机质含量变化的基础指标，通常反映湖泊水生生产力及陆源有机质输入的重要信息[41-44]。阿克赛钦湖沉积岩芯中较低的TOC含量指示阿克赛钦流域内陆生植被发育较弱或湖泊水生生产力低的环境。TN含量是反映湖泊营养水平的重要指标，与湖泊水生生产力变化密切相关[41,44]。阿克赛钦湖沉积岩芯TN含量平均值仅有0.08%，说明该湖历史时期湖泊营养水平极低。对AKLC15-1孔TN和TOC作相关性分析和回归分析，两者相关性达到0.97（R^2=0.94，P<0.001），说明阿克赛钦湖湖泊生产力主要受湖泊营养水平影响[43]。C/N值是反映湖泊沉积有机质来源的重要指标，研究表明，当C/N值低时，可能反映了湖泊陆源输入的TOC减少或湖泊水生生产力增高[41-44]。一般来说，C/N值在4~10之间，说明沉积物中有机质主要以湖泊水生生物来源为主，而陆生植物来源的有机质C/N值通常高于20[6,43-44]。阿克赛钦湖沉积岩芯C/N值在0.98~12.41之间，平均值为7.84，除极个别数值大于10，其他数值均小于10，说明阿克赛钦湖沉积物中有机质主要为湖泊内源产生，受陆源有机质影响较小[6,43]。因此，阿克赛钦湖沉积岩芯TOC含量主要反映的是湖泊水生生产力大小。

TIC指标反映湖泊沉积物中碳酸盐含量的变化[41,45]。在封闭湖盆中，湖泊水体中碳酸盐的析出、沉淀与湖泊补给以及湖水蒸发强度变化相关，是气候变化的敏感指标[45]。青藏高原西北部是高原上

最干旱的区域，前人研究表明，其碳酸盐含量增加指示流域蒸发加强，湖泊水位下降，反之亦然[45-46]。因此，阿克赛钦湖岩芯TIC含量可以指示湖泊流域的蒸发水平和湖泊水位变化情况。

4.2 阿克赛钦湖不同阶段环境变化特征

根据AKLC15-1孔粒度、TIC、TOC、TN、C/N和磁化率等环境代用指标的变化情况，揭示阿克赛钦湖4个阶段环境变化过程具体如下(图4)：

第Ⅰ阶段：531~480 cm，沉积物主要以黏土和粉砂为主，砂含量极低，岩性为黏土质粉砂。M_z、M_d、σ_I和K_G在整根岩芯中处于极低水平，SK_I接近0，且各粒度参数变化都非常小，表明湖泊主要以细粒沉积物为主，据此推断湖泊处于水动力弱、不利于沉积物搬运的深水环境。较低的TOC、TN反映此阶段湖泊水生生产力低的特点，推测此阶段湖泊水位较深导致不适宜水生生物的生长。磁化率尽管下降趋势明显，但仍处于岩芯的高值范围内，可能反映此阶段流域内大量冰川融水持续补给湖泊和大量陆源磁性碎屑物入湖沉积的过程。TIC含量很低且比较稳定，说明此阶段湖泊水体碳酸盐不易析出沉淀，反映湖泊蒸发相对较弱的环境，也意味着此阶段大量冰川融水持续补给湖泊并维持湖泊水量平衡的过程。综合以上指标变化及其意义分析，推测此阶段流域气候相对温暖，大量冰川融水持续补给湖泊，导致湖泊处于水深较深、水动力搬运条件较弱和湖泊水生生产力较低的环境。

第Ⅱ阶段：480~380 cm，此阶段最重要的特征是除C/N值变化较小之外，其他环境代用指标均表现出快速且显著的波动，指示湖泊沉积环境变化复杂和不稳定。粒度组成方面，砂含量在整根岩芯中最高，黏土含量最低，说明此阶段湖泊总体处于水动力较强、不利于细颗粒沉降的沉积环境。TOC、TN含量也上升明显，且处于整根岩芯的最高值范围，说明此阶段湖泊水位总体处于适宜水生生物生长的浅水环境，这与较为稳定的C/N值所反映湖泊有机质主要为水生生物来源相一致；TIC含量也呈波动增加的趋势，指示湖泊蒸发加强导致湖泊收缩、水位降低的过程。波动降低的磁化率指标则反映湖泊陆源磁性碎屑物输入减少的过程。综合以上各指标指示的环境变化，推测此阶段流域气候寒冷干燥，导致湖泊冰川融水补给显著减少、湖水蒸发加强、湖泊水位降低和湖面收缩；采样点位置浅至水生生物相对发育的深度范围内。值得注意的是，在460~450 cm、430~420 cm和410~400 cm处粒度、TIC、TOC、TN以及磁化率等各指标均有显著增加趋势，C/N值也略有增加趋势，可能指示了3次快速的湖泊水动力增强、湖水浅化和蒸发加强、采样点受陆源影响更加显著的湖泊环境退化事件；推测此阶段发生了3次极端寒冷事件，导致上游冰川融水补给湖泊迅速减少。

第Ⅲ阶段：380~160 cm，此阶段沉积物粒度较上一阶段显著变细，表现为黏土含量显著增加后维持稳定，粉砂含量波动降低后维持稳定，而砂含量从此阶段开始至岩芯顶部基本在0值附近，这些粒度变化特征表明湖泊此阶段进入湖面变化较为稳定的深水环境。TIC含量有较弱波动，说明湖泊的蒸发与补给维持在动态平衡的过程。波动下降的TOC和TN含量指示湖泊水生生物来源有机质逐渐减少、湖泊水生生产力逐渐下降，可能反映此阶段流域内冰川融水逐渐增多，导致湖泊水位逐渐上升至不适宜水生生物生长的过程。波动上升的磁化率指标也说明此阶段陆源碎屑物来源逐渐增加，可能是由于冰川融水增加导致陆源侵蚀加强。依据以上指标变化分析，推测此阶段湖泊流域气候由前一时期的寒冷逐渐转暖，气温上升导致冰川融水入湖水量增加、湖泊水位上升和湖面扩张，同时湖泊水生生产力逐渐降低、湖泊水动力搬运条件逐渐减弱。

第Ⅳ阶段：160~0 cm，沉积物岩性为黏土质粉砂。尽管此阶段各粒径组分变化较小，但波动明显，说明湖泊发生多次较弱的水动力变化过程。TIC波动增长且平均值处于整个岩芯的最高值，说明此阶段湖泊水体碳酸盐易析出，指示较强的蒸发环境，反映了这一时期湖泊流域气候总体较为干燥的特点。TOC、TN和C/N值均处于整根岩芯的最低值范围，说明此阶段湖泊为水生生物量低且营养水平低的环境，推测持续冰川融水补给使得湖泊维持较深水位，进一步抑制了湖泊内水生生物的生长。磁化率维持在整根岩芯的高值范围，指示此阶段陆源磁性碎屑物持续入湖，推测由稳定的冰川融水持续侵蚀河床所致。根据以上指标变化分析，推测此阶段湖泊气候较为寒冷干燥，湖泊水生生产力低、湖泊水动力搬运条件弱，湖区蒸发进一步增强。

5 结 论

阿克赛钦湖是青藏高原西北部典型湖泊,其湖泊沉积研究不仅能够加深对青藏高原西北部气候环境变化历史的认识,而且有助于更进一步揭示西风和印度季风相互作用的过程及机制。本研究通过对阿克赛钦湖沉积物的多指标综合分析,重建了该湖过去不同沉积深度条件下的湖泊水动力及其环境变化过程,主要结论有:

(1) 阿克赛钦湖区蒸发强烈,湖水主要通过冰川融水补给,湖泊沉积物有机质含量低,主要来自于湖泊内源水生生物。阿克赛钦湖沉积物以粉砂为主,黏土次之,砂质含量最少,平均含量分别为70.48%、27.64%和1.88%。

(2) 结合阿克赛钦湖多指标综合分析,得出该湖环境变化过程为:第Ⅰ阶段(531~480 cm)气候相对温暖,流域蒸发减弱,大量冰川融水持续补给湖泊,湖泊水生生产力低,为湖泊水动力搬运条件弱的深水环境。第Ⅱ阶段(480~380 cm)湖泊流域气候寒冷干燥,冰川融水补给减少,湖泊水位较低,湖泊水生生产力升高,为水动力搬运条件强的浅水环境,多指标变化指示此阶段内部发生过3次快速极端寒冷事件。第Ⅲ阶段(380~160 cm)流域气候逐渐转暖,入湖水量多,湖面扩张,湖泊转入深水环境且湖泊水动力搬运条件逐渐减弱。第Ⅳ阶段(160~0 cm)气候寒冷干燥,流域蒸发增强,湖泊水生生产力低,为湖泊水动力搬运条件弱的深水环境。

青藏高原西北部阿克赛钦湖沉积物对气候环境变化极为敏感,下一步将建立可靠的沉积物深度-年代模型,在可靠的沉积年代框架内,结合孢粉、生物标志化合物等指标半定量或定量重建该湖过去降水与气温变化,以深入探讨西风-印度季风协同作用过程与机制,为理解全球变暖背景下青藏高原西北部气候与水资源变化提供重要理论参考。

参考文献(References)

[1] 沈吉. 湖泊沉积研究的历史进展与展望[J]. 湖泊科学, 2009, 21(3): 307-313. [Shen Ji. Progress and prospect of palaeolimnology research in China[J]. Journal of Lake Sciences, 2009, 21(3): 307-313.]

[2] 王君波. 纳木错百米岩芯: 青藏高原古气候变化的新证据[J]. 科学, 2021, 73(3): 17-22. [Wang Junbo. The one-hundred-meter sediment core from Nam Co: A new evidence for paleoclimate change on the Tibetan Plateau[J]. Science, 2021, 73(3): 17-22.]

[3] 周德全. 湖泊沉积记录与过去全球变化[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2006, 25(3): 260-265. [Zhou Dequan. Lacustrine sedimentary records and past global change[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2006, 25(3): 260-265.]

[4] 开金磊, 王君波, 黄磊, 等. 西藏纳木错及其入湖河流溶解有机碳和总氮浓度的季节变化[J]. 湖泊科学, 2019, 31(4): 1099-1108. [Kai Jinlei, Wang Junbo, Huang Lei, et al. Seasonal variations of dissolved organic carbon and total nitrogen concentrations in Nam Co and inflowing rivers, Tibet Plateau[J]. Journal of Lake Sciences, 2019, 31(4): 1099-1108.]

[5] 李明慧, 康世昌. 青藏高原湖泊沉积物对古气候环境变化的响应[J]. 盐湖研究, 2007, 15(1): 63-72. [Li Minghui, Kang Shichang. Responses of lake sediments to paleoenvironmental and paleoclimatic changes in Tibetan Plateau[J]. Journal of Salt Lake Research, 2007, 15(1): 63-72.]

[6] 王永波, 刘兴起, 羊向东, 等. 可可西里库赛湖揭示的青藏高原北部近4000年来的干湿变化[J]. 湖泊科学, 2008, 20(5): 605-612. [Wang Yongbo, Liu Xingqi, Yang Xiangdong, et al. A 4000-year moisture evolution recorded by sediments of Lake Kusai in the Hoh Xil area, northern Tibetan Plateau[J]. Journal of Lake Sciences, 2008, 20(5): 605-612.]

[7] 陈敬安, 万国江. 云南洱海沉积物粒度组成及其环境意义辨识[J]. 矿物学报, 1999, 19(2): 175-182. [Chen Jing'an, Wan Guojiang. Sediment particle size distribution and its environmental significance in Lake Erhai, Yunnan Province[J]. Acta Mineralogica Sinica, 1999, 19(2): 175-182.]

[8] 贺振杰, 马龙, 吉力力·阿不都外力, 等. 哈萨克斯坦巴尔喀什湖沉积物粒度特征及其对区域环境变化的响应[J]. 干旱区地理, 2021, 44(5): 1317-1327. [He Zhenjie, Ma Long, Abuduwaili Jilili, et al. Grain-size characteristics of lacustrine sediments from Balkhash Lake of Kazakhstan and its response to regional environmental changes[J]. Arid Land Geography, 2021, 44(5): 1317-1327.]

[9] 杜丁丁, Mughal Muhammad Saleem, Blaise Dembele, 等. 青藏高原中部色林错湖泊沉积物色度反映末次冰盛期以来区域古气候演化[J]. 干旱区地理, 2019, 42(3): 551-558. [Du Dingding, Mughal Muhammad Saleem, Blaise Dembele, et al. Paleoclimatic changes reflected by diffuse reflectance spectroscopy since last glacial maximum from Selin Co Lake sediments, central Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Arid Land Geography, 2019, 42(3): 551-558.]

[10] 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的"西风模式"讨论[J]. 地学前缘, 2009, 16(6): 23-32. [Chen Fahu, Chen Jianhui, Huang Wei. A discussion on the westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period[J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(6): 23-32.]

[11] Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000-year climate record from western Tibet[J]. Nature, 1991, 353(6346): 742-745.

[12] 李世杰, 郑本兴, 焦克勤. 西昆仑山南坡湖相沉积和湖泊演化的初步研究[J]. 地理科学, 1991, 11(4): 306-314. [Li Shijie, Zheng Benxing, Jiao Keqin. Preliminary research on lacustrine deposit and lake evolution on the south slope of the west Kunlun Mountains[J]. Scientia Geographica Sinica, 1991, 11(4): 306-314.]

[13] 李炳元. 青藏高原大湖期[J]. 地理学报, 2000, 55(2): 174-182. [Li Bingyuan. The last greatest lakes on the Xizang (Tibetan) Plateau[J]. Acta Geographica Sinica, 2000, 55(2): 174-182.]

[14] 李元芳, 张青松, 李炳元, 等. 青藏高原西北部17000年以来的介形类及环境演变[J]. 地理学报, 1994, 49(1): 46-54. [Li Yuanfang, Zhang Qingsong, Li Bingyuan, et al. Ostracod fauna and environmental changes during the past 17000 years in the western Tibet[J]. Acta Geographica Sinica, 1994, 49(1): 46-54.]

[15] 李元芳, 张青松, 李炳元, 等. 西藏班公错地区晚更新世晚期介形类及其古地理意义[J]. 微体古生物学报, 1991, 8(1): 57-64. [Li Yuanfang, Zhang Qingsong, Li Bingyuan, et al. Late pleistocene ostracoda from Bangong Lake, Xizang and its palaeogeographic significance[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 1991, 8(1): 57-64.]

[16] Campo E V, Cour P, Sixuan H. Holocene environmental changes in Bangong Co Basin (western Tibet). Part 2: The pollen record[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1996, 120(1-2): 49-63.

[17] Campo E V, Gasse F. Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (western Tibet) since 13000 yr BP[J]. Quaternary Research, 1993, 39(3): 300-313.

[18] Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of west China revisited implications for post glacial changes in summer monsoon circulation[J]. Quaternary Science Reviews, 1999, 18(12): 1315-1334.

[19] Fontes J C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong Basin (western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1996, 120(1-2): 25-47.

[20] Fontes J C, Mélières F, Gibert E, et al. Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes (Sumxi Co, Longmu Co) from 13000 BP[J]. Quaternary Science Reviews, 1993, 12(10): 875-887.

[21] 王明达. 末次冰消期以来青藏高原西部班公错古气候重建[D]. 北京: 中国科学院大学, 2014: 71-83. [Wang Mingda. Paleoclimate reconstruction of western Tibetan Plateau since the last deglaciation[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2014: 71-83.]

[22] Fan H, Gasse F, Huc A, et al. Holocene environmental changes in Bangong Co Basin (western Tibet). Part 3: Biogenic remains[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1996, 120(1-2): 65-78.

[23] 王君波, 朱立平. 藏南沉错沉积物的粒度特征及其古环境意义[J]. 地理科学进展, 2002, 21(5): 459-467. [Wang Junbo, Zhu Liping. Grain-size characteristics and their paleo-environmental significance of Chen Co Lake sediments in southern Tibet[J]. Progress in Geography, 2002, 21(5): 459-467.]

[24] 刘兴起, 姚波, 杨波. 青藏高原北部可可西里库赛湖沉积物及风成物的粒度特征[J]. 第四纪研究, 2010, 30(6): 1193-1198. [Liu Xingqi, Yao Bo, Yang Bo. Grain size distribution of aeolian and lacustrine sediments of Kusai Lake in the Hoh Xil region of the northern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(6): 1193-1198.]

[25] 刘兴起, 王永波, 沈吉, 等. 16000 a以来青海茶卡盐湖的演化过程及其对气候的响应[J]. 地质学报, 2007, 81(6): 843-849. [Liu Xingqi, Wang Yongbo, Shen Ji, et al. Evolution of Chaka Salt Lake during the last 16000 years and its response to climatic change[J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(6): 843-849.]

[26] 冯金良, 朱立平, 李玉香. 藏南沉错湖泊三角洲的沉积相及沉积环境[J]. 地理研究, 2004, 23(5): 649-656. [Feng Jinliang, Zhu Liping, Li Yuxiang. Sedimentary environments and facies about Chen Co lacustrine delta, south Tibetan Plateau[J]. Geographical Research, 2004, 23(5): 649-656.]

[27] 张家武, 金明, 陈发虎, 等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去800年以来的降水变化[J]. 科学通报, 2004, 49(1): 10-14. [Zhang Jiawu, Jin Ming, Chen Fahu, et al. High-resolution precipitation variations in the northeast Tibetan Plateau over the last 800 years documented by sediment cores of Qinghai Lake[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(1): 10-14.]

[28] 鞠建廷, 朱立平, 冯金良, 等. 粒度揭示的青藏高原湖泊水动力现代过程: 以藏南普莫雍错为例[J]. 科学通报, 2012, 57(19): 1775-1784. [Ju Jianting, Zhu Liping, Feng Jinliang, et al. Hydrodynamic process of Tibetan Plateau lake revealed by grain size: Case study of Pumayum Co[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(19): 1775-1784.]

[29] 类延斌, 张成君, 尚华明, 等. 青藏高原东北部希门错湖岩心粒度特征及其环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26(3): 31-38. [Lei Yanbin, Zhang Chengjun, Shang Huaming, et al. The grain size characteristics of Ximencuo Lake core in the northeast Tibet Plateau and its environmental significance[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2006, 26(3): 31-38.]

[30] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 352. [Wang Sumin, Dou Hongshen. Chinese lakes[M]. Beijing: Science Press, 1998: 352.]

[31] 李世杰, 郑本兴, 焦克勤. 西昆仑山区湖泊初探[J]. 海洋与湖沼, 1993, 24(1): 37-44. [Li Shijie, Zheng Benxing, Jiao Keqin. Lakes in the western Kunlun Mountain areas[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1993, 24(1): 37-44.]

[32] Zuo R G. ITRAX: A potential tool to explore the physical and chemical properties of mineralized rocks in mineral resource exploration

[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2013, 132: 149-155.

[33] Gyawali A R, Wang J B, Ma Q F, et al. Paleo-environmental change since the Late Glacial inferred from lacustrine sediment in Selin Co, central Tibet[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2019, 516: 101-112.

[34] 王君波, 朱立平. 不同前处理对湖泊沉积物粒度测量结果的影响[J]. 湖泊科学, 2005, 17(1): 17-23. [Wang Junbo, Zhu Liping. Influence of different pre-treatments on grain-size measurement of lake sediments[J]. Journal of Lake Sciences, 2005, 17(1): 17-23.]

[35] 成都地质学院陕北队. 沉积岩（物）粒度分析及其应用[M]. 北京: 地质出版社, 1978: 31-54. [Shaanbei Team of Chengdu Geological College. Grain size analysis of the sedimentary rock (sediment) and its application[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1978: 31-54.]

[36] 沈吉, 薛滨, 吴敬禄, 等. 湖泊沉积与环境演化[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 143-154. [Shen Ji, Xue Bin, Wu Jinglu, et al. Lake sediment and environmental evolution[M]. Beijing: Science Press, 2010: 143-154.]

[37] Folk R L, Ward W C. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1957, 27(1): 3-27.

[38] Wang J B, Zhu L P, Wang Y, et al. A comparison of different methods for determining the organic and inorganic carbon content of lake sediment from two lakes on the Tibetan Plateau[J]. Quaternary International, 2012, 250: 49-54.

[39] 范佳伟, 肖举乐, 温锐林, 等. 内蒙古达里湖沉积记录的中晚全新世干旱事件[J]. 第四纪研究, 2019, 39(3): 701-716. [Fan Jiawei, Xiao Jule, Wen Ruilin, et al. Middle to late Holocene drought events recorded by the sediments from Dali Lake, Inner Mongolia [J]. Quaternary Sciences, 2019, 39(3): 701-716.]

[40] 吴健, 沈吉. 兴凯湖沉积物粒度特征揭示的27.7 ka BP以来区域古气候演化[J]. 湖泊科学, 2010, 22(1): 110-118. [Wu Jian, Shen Ji. Paleoclimate evolution since 27.7 ka BP reflected by grain size variation of a sediment core from Lake Xingkai, northeastern Asia[J]. Journal of Lake Sciences, 2010, 22(1): 110-118.]

[41] Hassan K M, Swinehart J B, Spalding R F. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and ^{13}C and ^{15}N values in Swan Lake sediments, western Sand Hills, Nebraska[J]. Journal of Paleolimnology, 1997, 18(2): 121-130.

[42] Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Kusumgar S. Palaeoclimatic changes deduced from ^{13}C/^{12}C and C/N ratios of Karewa Lake sediments, India[J]. Nature, 1986, 323(11): 150-152.

[43] 汪勇, 朱立平, 王君波, 等. 青藏高原中部纳木错湖泊表层沉积物有机质空间分布及其揭示的沉积过程[J]. 科学通报, 2012, 57(32): 3090-3099. [Wang Yong, Zhu Liping, Wang Junbo, et al. The spatial distribution and sedimentary processes of organic matter in surface sediments of Nam Co, central Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(32): 3090-3099.]

[44] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. Organic Geochemistry, 2003, 34(2): 261-289.

[45] 李世杰, 区荣康, 朱照宇, 等. 24万年来西昆仑山甜水海湖岩芯碳酸盐含量变化与气候环境演化[J]. 湖泊科学, 1998, 10(2): 58-65. [Li Shijie, Ou Rongkang, Zhu Zhaoyu, et al. A carbonate content record of Late Quaternary climate and environment changes from lacustrine core TS95 in Tianshuihai Lake Basin, northwestern Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. Journal of Lake Sciences, 1998, 10(2): 58-65.]

[46] Haberzettl T, Corbella H, Fey M, et al. Lateglacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: Chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina[J]. The Holocene, 2016, 17(3): 297-310.

Environmental changes recorded by multiproxy of lake sediments in the high-altitude and arid area: A case of Lake Aksayqin

XIANG Chaosheng[1], WANG Yong[2], WANG Junbo[3], MA Qingfeng[3], WANG Shihang[1]

(1. School of Spatial Informatics and Geomatics Engineering, Anhui University of Science & Technology, Huainan 232001, Anhui, China; 2. Key Laboratory of Earth Surface Processes and Regional Response in the Yangtze-Huaihe River Basin, School of Geography and Tourism, Anhui Normal University, Wuhu 241002, Anhui, China; 3. Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes (TEL), Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: Lake Aksayqin, a typical large high-altitude lake located in the arid area of the northwestern Tibetan Plateau in China, is ideal for studying the changes in the Westerlies and Indian Summer Monsoon and the interplay between them. To reconstruct the paleoclimate changes of the lake, a 5.31 m long lake sediment core (AKLC15−1) was obtained at a water depth of 16.40 m. The grain size characteristics of the lake core were analyzed to investigate the hydrodynamics and lake-level changes. Based on the changes of multiple indicators, such as grain size results, total inorganic carbon, total organic carbon, total nitrogen, and magnetic susceptibility, we primarily discuss the changes in the lake environment, such as hydrodynamic transport conditions, lake surface changes, and cold and warm changes in the lake area under different sedimentary depths. The results show that the Lake Aksayqin area experiences a high rate of evaporation; the lake water is mainly supplied by glacier meltwater; and the organic matter content in lake sediments is low and mainly comes from endogenous aquatic organisms. The sediments of Lake Aksayqin are mainly composed of silt (70.48%), clay (27.64%), and sand (1.88%). The environmental change can be roughly divided into four stages. The first stage (531−480 cm) has a relatively warm climate, weakening evaporation in the basin, low aquatic productivity of the lake, and a deep-water environment with weak hydrodynamic transport conditions. In the second stage (480−380 cm), the climate is cold and dry, the evaporation in the basin is extremely strong, and the aquatic productivity of the lake is relatively high, which is a shallow water environment with strong hydrodynamic transport conditions. In the third stage (380−160 cm), the climate gradually warms. The amount of water entering the lake increases, the lake surface expands, and the hydrodynamic transport conditions of the lake gradually weaken. The fourth stage (160−0 cm) has a cold and dry climate with enhanced evaporation of the basin. The productivity of the lake is low; it has a deep-water environment with weak hydrodynamic transport conditions. This study will provide basic scientific data and theoretical support for reconstructing climatic changes and the relationship between the Westerlies and Indian Summer Monsoon in the northwestern Tibetan Plateau.

Key words: multiple indicators; Lake Aksayqin; environmental changes; lake sediment; Tibetan Plateau